Iranian Journal of
Crystallography
and Mineralogy

OPEN ACCESS JOURNAL

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران
سال سی و دوم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۲۱۵ تا ۲۲۶

شیمی کانی‌ها و دما–فشارسنجی توده‌های نفوذی خریل-کلاسور (جنوب غرب کلیبر- شمال غرب ایران)

صدیقه صدری*، نصیر عامل، محسن مؤید

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۶/۱۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۸/۱۰)

چکیده: گرانیتوئید خریل- کلاسور به سن الیگوسن، در جنوب غرب شهرستان کلیبر، شمال غرب ایران در کمربند ماگمایی البرز – آذربایجان رخنمون دارد. توده‌های نفوذی منطقه درون سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه تزریق شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ها شامل گابرو- دیوریت، دیوریت، کوارتز مونزودیوریت و گرانیت است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده توده‌های گابرو- دیوریتی و دیوریتی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت بوده و در توده کواراتز مونزودیوریتی پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت هستند. بررسی شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های منطقه از نوع دیوپسید است. آمفیبول‌های منطقه در گروه کلسیمی قرار دارند. آمفیبول‌های کلسیمی نشان می‌دهند که سنگ‌های منطقه مورد بررسی از نوع گرانیتوئیدهای I هستند. آمفیبول‌های توده‌های خریل- کلاسور ترکیب مگنزیوهورنبلندی دارند. بیوتیت‌های سنگ‌های منطقه دارای نسبت Fe/(Fe+Mg) بیش از ۰/۳۳ و از منیزیم غنی هستند. فلدسپار در سنگ‌های گرانیتی با ترکیب آلبیت- الیگوکلاز و در سنگ‌های دیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی دارای ترکیب آندزین، لابرادوریت و ارتوکلاز است. بر اساس شیمی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و بیوتیت ماگمای مولد سنگ‌ها سرشت آهکی قلیایی داشته و در محیطی وابسته به فرورانش شکل گرفته است.

واژه‌های کلیدی: *شیمی کانی؛ خریل- کلاسور؛ آهکی قلیایی؛ البرز – آذربایجان؛ کلیبر.*

مقدمه

پژوهشگران بسیاری بر وابستگی ترکیب شیمیایی کانی‌ها به ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان تأکید کرده و با بررسی ترکیب کانی‌ها سری ماگمایی و موقعیت زمین‌ساختی ماگمایی سنگ میزبان را تعیین کرده‌اند [۱-۳]. ترکیب شیمیایی بعضی کانی‌ها چون آمفیبول، اهمیت زیادی در تعیین شرایط محیط تشکیل گرانیتوئیدها دارد [۴]. محاسبه مقادیر Al^{IV} و Al^{Total} اساس اندازه‌گیری فشار بر پایه ترکیب کانی آمفیبول هستند، زیرا مقدار آلومینیوم در آمفیبول تابع غلظت آن در ماگمای مادر نبوده، بلکه تابع فشار در زمان تشکیل آمفیبول است[۵]. همچنین کاتیون‌های Ti و Al^{IV} آمفیبول نسبت به دما حساسیت زیادی دارند، به طوری که افزایش دما سبب بالا رفتن مقادیر Al^{IV} و تیتانیم در آمفیبول می‌شود [۶]. پژوهش سنگ‌شناسی انجام شده در این منطقه، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد [۷] بوده است که در آن به توده از نظر سنگ-شناسی بررسی شده است از آنجا که پیشتر شیمی کانی‌ها بررسی نگردیده، در این پژوهش، با بررسی شیمی کانی‌های شاخص سنگ‌های منطقه، سری ماگمایی، محیط زمین‌ساختی، دما و فشار زمان تشکیل توده‌های منطقه تعیین شده است.

زمین شناسی منطقه

توده نفوذی خریل- کلاسور به سن الیگوسن در پهنه زمین-ساختی البرز– آذربایجان، شمال‌غرب ایران، غرب کلیبر و بین عرض‌های جغرافیای ۳۸°۴۸′ تا ۳۸°۵۰′ شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۶°۴۴′۱۳″ تا ۴۶°۴۹′ شرقی رخنمون دارد

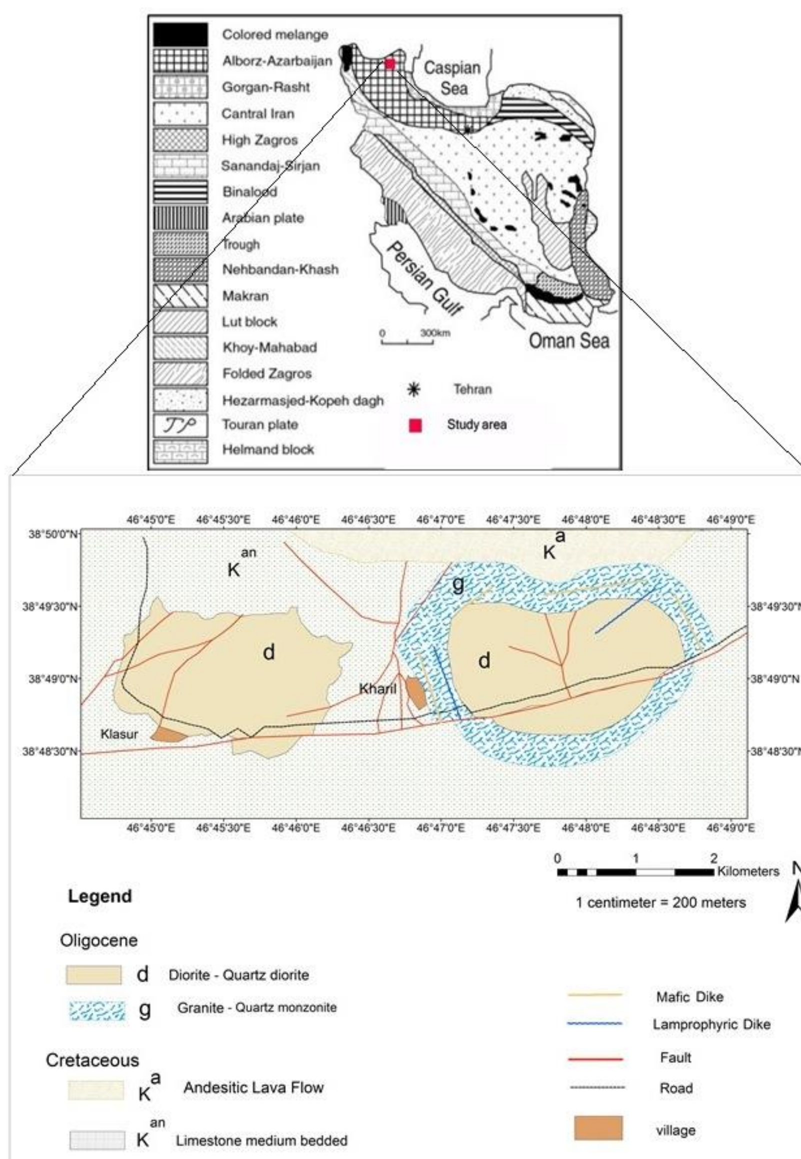
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۰۲۸۵۳۱۱۶۹، پست الکترونیکی: ss.ssadri@yahoo.com

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]

(شکل۱). تناوب آهک، شیل و گدازه‌های آندزیتی کرتاسه و برش‌های آندزیتی و آتشفشانی‌های بازالتی تا آندزیت بازالتی کواترنر گسترده‌ترین واحدهای چینه‌شناسی در این منطقه هستند. بر اثر حرکت‌های کوهزایی فاز پیرنه در آغاز الیگوسن، توده‌های نفوذی منطقه درون واحدهای کرتاسه نفوذ کرده‌اند. تزریق توده نفوذی گرانیتی پیش از نفوذ توده دیوریتی و کوارتزمونزودیوریتی بوده است. دایک‌هایی از توده دیوریتی بصورت دایک‌های دیوریتی و میکرودیوریتی سنگ‌های اسیدی را قطع کرده‌اند از این رو، توده دیوریتی جوان‌تر از توده اسیدی منطقه است (شکل ۲).

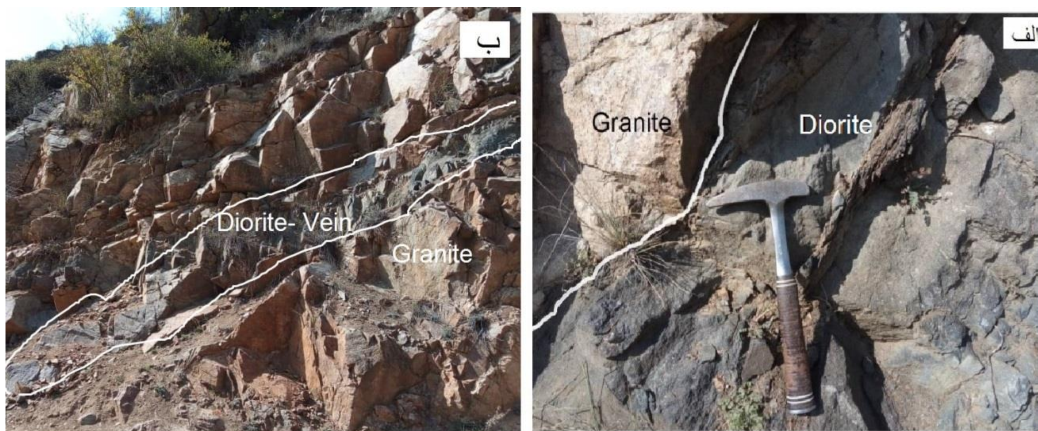
روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری از توده‌های نفوذی و سنگ‌نگاری آنها، ۳ نمونه از سالم‌ترین آن‌ها برای تجزیه ریزپردازشی و به دانشگاه کرلتون (Carleton) کانادا ارسال شدند تجزیه ریزپردازشی با دستگاه Cameca، به روش طیف-سنجی پراکندگی طول موج پرتوی ایکس (WDX)، با ولتاژ شتاب‌دهنده 20kV و شدت جریان 20nA برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی، ترکیب کانی‌ها و بررسی‌های دما و فشارسنجی انجام شد. داده‌های این تجزیه‌ها با استفاده از فرمول کانی در نرم‌افزار اکسل تحلیل شدند.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی۱:۲۰۰۰۰ گستره مورد بررسی از منطقه خریل- کلاسور و موقعیت آن در تقسیم بندی واحدهای رسوبی- ساختاری ایران [۸].

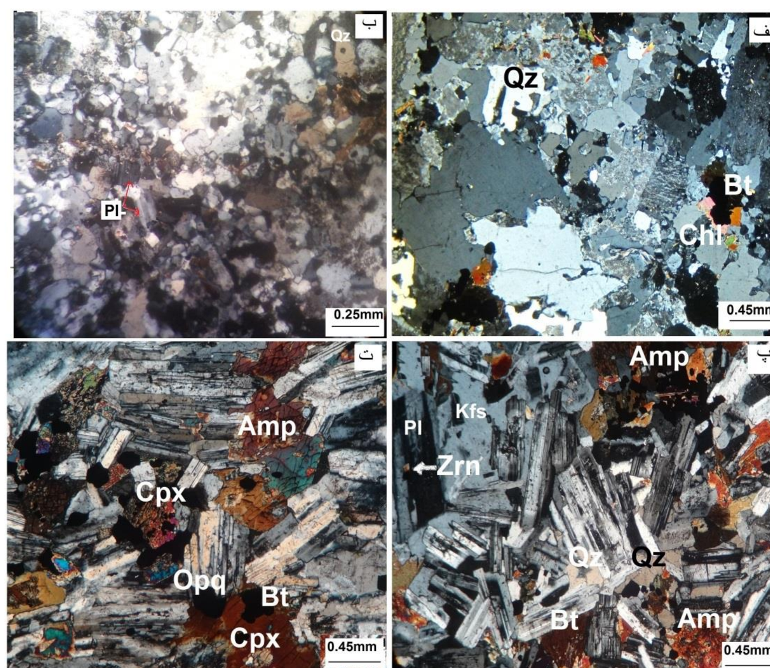
[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]



شکل۲ الف) مرز بین گرانیت و دیوریت، ب) دایک دیوریتی درون توده گرانیتی.

سنگ‌نگاری

از نظر کانی‌شناسی، سنگ‌های گرانیتی نخستین واحد نفوذی منطقه خریل-کلاسور هستند و به رنگ زرد روشن تا خاکستری دیده می‌شوند. آنها بیشتر از پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۰ درصد)، فلدسپار پتاسیم (ارتوز، ۳۰ تا ۳۵ درصد)، کوارتز (۳۰ تا ۳۵ درصد) و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد) تشکیل شده‌اند. بافت غالب در گرانیت‌ها دانه‌ای است (شکل‌های ۳ الف،ب) و بافت گرانوفیری نیز نشان می‌دهند (شکل ۳ الف). در سنگ‌های کوارتز مونزودیوریتی، بافت غالب دانه‌ای است و بافت خال خال نیز دیده می‌شود (شکل ۳ پ). کانی‌های این سنگ‌ها شامل ۴۰ تا ۴۵ درصد پلاژیوکلاز، ۱۵ تا ۲۰درصد فلدسپار پتاسیم ، ۲۰ تا ۲۵ درصد آمفیبول بصورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، ۵ تا ۱۰ درصد بیوتیت و ۱۰ تا ۱۵ درصد کوارتز است. فلدسپار پتاسیم بصورت بی‌شکل در زمینه و بلورهای پلاژیوکلاز درون آن قرار دارند و بافت خال خال بوجود آمده است (شکل۳ پ). کانی‌های فرعی این سنگ‌ها زیرکن، آپاتیت و کانی کدر هستند.



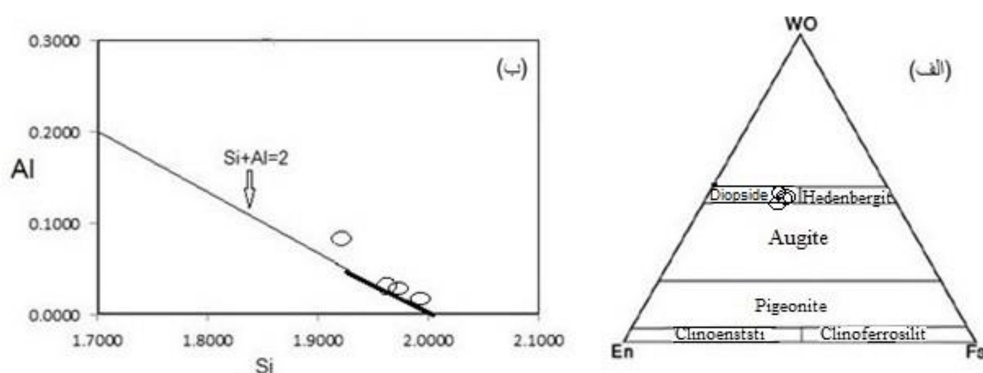
شکل ۳ الف) نمایی از کوارتز و بیوتیت در گرانیت، ب) بلورهای ریز پلاژیوکلاز در متن گرانیت، پ) نمایی از بلورهای پلاژیوکلاز بصورت میانبار در فلدسپار پتاسیم (بافت خال خال) به همراه کانی‌های کوارتز، آمفیبول و زیرکن، در کوارتزمونزودیوریت، ت) بافت نیمه پوست ماری به همراه کانی-های کلینوپیروکسن و تجزیه کلینوپیروکسن به بیوتیت و کانی کدر در دیوریت. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۹] هستند. همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]

دیوریت‌ها بخش اصلی توده گرانیتوئیدی خریل-کلاسور را تشکیل می‌دهند و در سنگ‌های گرانیتی تزریق شده‌اند و از نظر سنی جوانتر هستند. آنها در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و بافت دانه‌ای دارند بافت نیمه پوست ماری نیز در برخی از مقاطع دیده می‌شود. کانی‌های اصلی آنها شامل ۴۵ تا ۵۰ درصد پلاژیوکلاز ، ۲۵ تا ۳۵ درصد آمفیبول، ۱۰ تا ۱۵ درصد بیوتیت و ۵ تا ۱۰ درصد کلینوپیروکسن هستند. پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی فلسیک دیوریت‌ها بوده، دارای ماکل چندریخت است و بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل دار دیده می شود (شکل ۳ ت).

شیمی کانی‌ها

به منظور تفکیک پیروکسن‌های منطقه از نمودار Wo-En-Fs [۱۰] استفاده شد (شکل ۴ الف)، بر این اساس، پیروکسن‌ها بیشتر در گستره دیوپسید قرار دارند. در نمودار Si نسبت به Al، همه نمونه‌ها در بالای خط اشباع جایگاه چاروجهی (Si+Al =2) قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب) این امر نشان می‌دهد که همه جایگاه‌های چاروجهی در ساختار کلینوپیروکسن‌ها با کاتیون‌های Si و Al موجود در ترکیب پیروکسن پر شده است و Ti نمی‌تواند وارد ساختار پیروکسن شود (جدول ۱).



شکل۴ الف) رده‌بندی پیروکسن‌های دیوریت با استفاده از نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۱۰]، ب) نمودار تعیین میزان اشباع بودن جایگاه چار وجهی در کلینوپیروکسن‌ها از Si و Al.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی کلینوپیروکسن بر اساس ۶ اتم اکسیژن (برحسب وزنی).

	کلاسور	خریل	دیوریت	
Sample	KH-11	KH-11	KH-11	KH-11
Location	مرکز	حاشیه	لبه	لبه
SiO_2	۴/۵۲	۶/۵۲	۶/۵۱	۶/۵۳
TiO_2	۳/۰	۱/۰	۴/۰	۱/۰
Al_2O_3	۳/۱	۹/۰	۰/۲	۷/۰
FeO	۷/۷	۶/۴	۸/۱	۶/۷
MnO	۷/۰	۵/۰	۶./	۷/۰
MgO	۱/۱۵	۱۴،۶	۱۴،۸	۱۴،۹
CaO	۸/۲۱	۷/۲۳	۳/۲۱	۷/۲۳
Na_2O	۴/۰	۳/۰	۰،۴	۰،۲
K_2O	<dl	<dl	<dl	<dl
NiO	۱/۰	۱/۰	۲/۰	۲/۰
Cr_2O_3	<dl	<dl	<dl	<dl
مجموع	۹/۹۹	۳/۹۹	۴/۹۹	۸/۱۰۰
Si (T)	۹۷/۰	۹۸/۰	۹۶/۰	۹۹/۰
Al (T)	۰۳/۰	۰۲/۰	۰۴/۰	۰۱/۰
Al (M1)	۰	۰	۰	۰
Fe3(M1)	۰۷/۰	۰۶/۰	۰۷/۰	۰۳/۰
Fe2(M1)	۱۵/۰	۱۴/۰	۱۶/۰	۱۷/۰
Mg(M1)	۷۵/۰	۷۸/۰	۷۳/۰	۷۸/۰
Fe2(M2)	۰۲/۰	۰	۰۲/۰	۰۱/۰
Mg(M2)	۰۹/۰	۰۲/۰	۱۰/۰	۰۴/۰
Ca(M2)	۸۷/۰	۹۵/۰	۸۵/۰	۹۳/۰
Na(M2)	۰۳/۰	۰۲/۰	۰۳/۰	۰۱/۰
En	۴۵/۰	۴۳/۰	۴۴/۰	۴۳/۰
Fs	۰۹/۰	۰۸/۰	۰۹/۰	۰۹/۰
Wo	۴۶/۰	۵۰/۰	۴۶/۰	۴۸/۰

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]

براساس جابجایی نتایج تجزیه ریزپردازشی (جدول ۲) در نمودار مثلثی TiO_2-(FeO+MnO)-MgO گستره بیوتیت‌های اولیه برآمده از تبلور ماگما، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی و بیوتیت‌های حاصل از بازتبلور از هم جدا می‌شوند [۱۱]. چنان که در شکل ۵ الف دیده می‌شود، بیوتیت‌های منطقه از نوع بیوتیت‌های اولیه هستند. ترکیب بیوتیت‌های گرانیت خریل –کلاسور در نمودار Al^T نسبت به Fe/Fe+Mg [۱۳،۱۲] در بین دو قطب سیدروفیلیت و استونیت قرار می-گیرند. آنها همچنین براساس مقدار Fe/Fe+Mg که بیش از ۰/۳۳ است، در گستره بیوتیت قرار دارند (شکل ۵ ب).

برای تعیین سری ماگمای سازنده بیوتیت‌ها از اکسیدهای عناصر اصلی MgO, Al_2O_3, FeO استفاده شد. بر این اساس، سه سری ماگمایی برای گرانیتوئیدها معرفی شده است [۱۴] که نمودار تغییرات هریک از گستره‌ها میزان جانشینی سه عنصر Fe,Mg,Al را نشان می‌دهد. در این نمودار، سنگ‌های مختلف شامل گرانیتوئیدهای قلیایی وابسته به محیط‌های کششی غیرکوهزایی، سنگ‌های پرآلومین و برآمده از ذوب پوسته قاره‌ای در محیط‌های برخوردی و سنگ‌های آهکی قلیایی کوهزایی وابسته به فرورانش کرانه قاره‌ای از هم تفکیک شده‌اند. بر این اساس، بیوتیت‌ها در گستره آهکی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل۵ پ).

آمفیبول‌ها از سازندگان معمول سنگ‌های نفوذی از نوع آهکی قلیایی و سنگ‌های دگرگونی رخساره آمفیبولیت هستند. آمفیبول‌ها در گستره وسیعی از دما و فشار تشکیل می‌شوند. برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها از روش مرجع [۱۵] استفاده شد. با در نظر گرفتن فرمول عمومی آمفیبول‌ها به صورت $A_{0-1}E_2G_5T_8O_{22}(Z)_2$، جایگاه‌های ساختاری آمفیبول با A=Na,k ، E=Na, Li, ، G=Mg,Fe^{2+}, Mn,Al, Fe^{3+}, Ti، Ca,Mn,Fe^{2+},Mg، Z= OH,F,CL، T=Si, Al اشغال می‌گردد [۱۵]. براساس نمودار نسبت کاتیونی منیزیم به آهن نسبت به Si، نمونه‌های کوارتزمونزودیوریتی و دیوریتی خریل-کلاسور مگنزیوهورنبلند هستند [۱۵] (شکل ۶ الف). یکی از روش‌های ارزیابی گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های نفوذی بررسی ترکیب آمفیبول است. در نمودار Al^{IV} نسبت به Fe/Fe+Mg، همه آمفیبول‌های بررسی شده در گستره گریزندگی اکسیژن بالا قرار می‌گیرند [۱۶] (شکل ۶ ب).

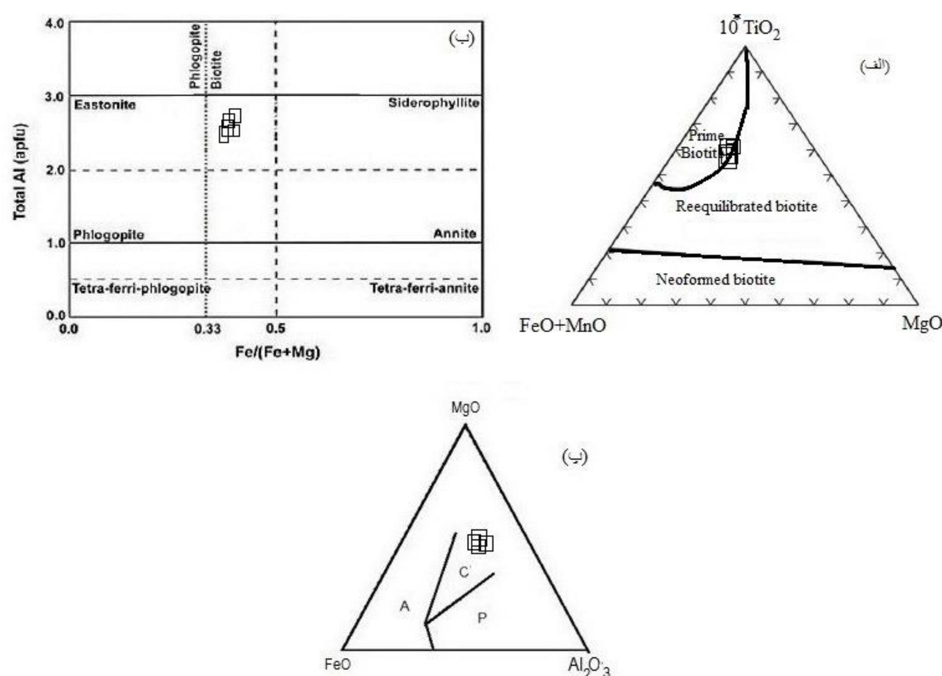
گریزندگی اکسیژن بالا نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی منطقه در ارتباط با مرز ورقه‌های همگرا تشکیل شده‌اند [۱۷]. بر پایه نمودار Si نسبت به (Na+Ca+K) همه نمونه‌های بررسی شده توده‌های نفوذی منطقه در گستره آمفیبول‌های آذرین هستند [۱۸] (شکل ۶ پ). آمفیبول‌های منطقه خریل-کلاسور، بر اساس رده‌بندی مرجع [۱۴] (شکل ۶ ت) و مقادیر $Na_B<0.5$, $Ca>1.3$, $(Ca+Na)_B\geq1$ [۱۵] (جدول ۳) از نوع کلسیمی هستند. در نمودارهای دو متغیره Al_2O_3 و Na_2O نسبت به TiO2 همه نمونه‌های بررسی شده در گستره نیمه قلیایی قرار می‌گیرند [۱۹] (شکل ۶ ث).

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن(برحسب وزنی).

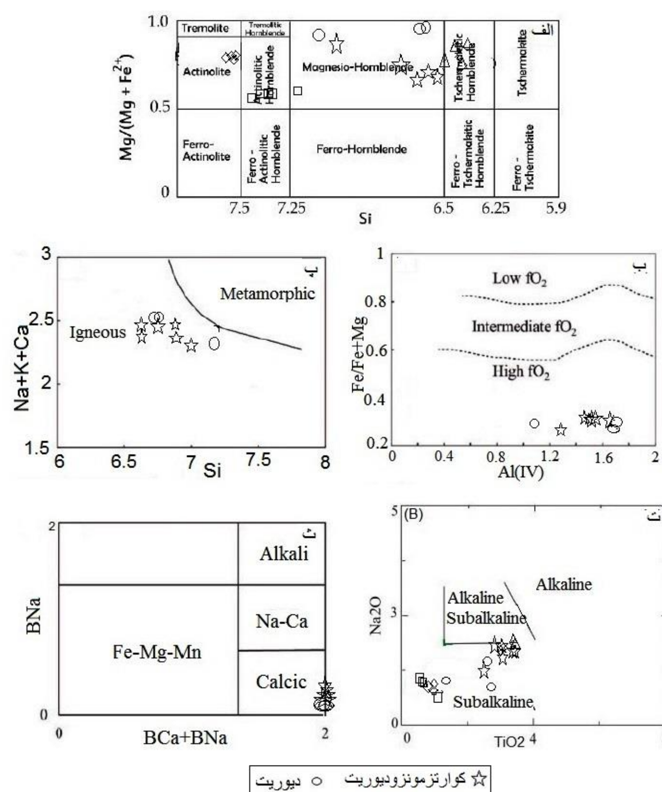
Sample	کلاسور KH-12	خریل- KH-12	گرانیت KH-12	KH-12
Location	مرکز	لبه	مرکز	لبه
SiO_2	۳۷/۵۷	۳۷/۶۴	۳۶/۹۶	۳۷/۷۵
TiO_2	۴/۴۰	۴/۱۴	۳/۷۳.	۳/۷۴
Al_2O_3	۱۲/۸۵	۱۳/۰۵	۱۲/۷۰	۱۳/۴۱
FeOt	۱۸/۸۲	۱۸/۸۷	۱۸/۴۱	۱۸/۳۷
MnO	۰/۷۰	۰/۷۶	۰/۶۰	۰/۶۳
MgO	۱۱/۵۳	۱۱/۸۲	۱۲/۱۰	۱۲/۴۱
Na_2O	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۸
K_2O	۹/۴۸	۹/۵۳	۹/۴۶	۹/۵۶
مجموع	۹۵/۶۴	۹۵/۹۱	۹۴/۹۸	۹۵/۹۵
Si	۵/۷۳	۵/۷۲	۵/۷۲	۵/۷۱
Ti	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۴۳	۰/۴۳
Al^{IV}	۲/۲۷	۲/۲۸	۲/۲۸	۲/۲۹
Al^{VI}	۰/۰۵.	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۱
Ti	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۴۳	۰/۴۳
Fe^{+2}	۲/۴	۲/۴	۲/۳۸	۲/۳۲
Mn	۰/۰۹	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۸
Mg	۲/۶۴	۲/۶۸	۲/۷۹	۲/۸
Na	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
K	۱/۸۵	۱/۸۵	۱/۸۷	۱/۸۵
مجموع	۱۶/۰۶	۱۶/۰۸	۱۶/۰۵	۱۶/۰۳
Fe/Fe+Mg	۰/۴۷۸	۰/۴۷۲	۰/۴۶	۰/۴۵
Fe+Mg	۵/۰۲	۵/۰۸	۵/۱۷	۵/۱۲
Mg/Mg+Fe	۰/۵۲۱	۰/۵۲۷	۰/۵۴	۰/۵۴۶

×حد آشکارسازی

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]



شکل۵ الف) رده‌بندی بیوتیت‌ها در گرانیت خریل-کلاسور در سه گروه بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های ثانویه و بیوتیت‌های بازتبلور یافته [۱۱]؛ ب) تعیین ترکیب میکاها با استفاده از تغییرات Al^{Total} نسبت به (Fe/Fe+Mg). [۱۲، ۱۳]؛ پ) نمودار تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه براساس استفاده از ترکیب بیوتیت [۱۴] (گستره A: غیرکوهزایی قلیایی، سنگ‌های پرآلومین و C: سنگ‌های آهکی قلیایی).



شکل۶ الف) رده بندی براساس تغییرات Si نسبت به $Mg/Mg+Fe^{2+}$[۱۵]، ب) تعیین مقدار گریزندگی اکسیژن براساس نمودار Al^{IV} نسبت به Fe/Fe+Mg، [۱۶]، پ) نمودار تغییرات Na+K+Ca نسبت به Si برای تفکیک آمفیبول‌های ماگمایی از دگرگونی [۱۸]، ت) نمودار تقسیم بندی کلی آمفیبول‌ها[۱۵]، ث)تعیین ماهیت مجموعه‌های نفوذی منطقه براساس ترکیب آمفیبول [۱۹].

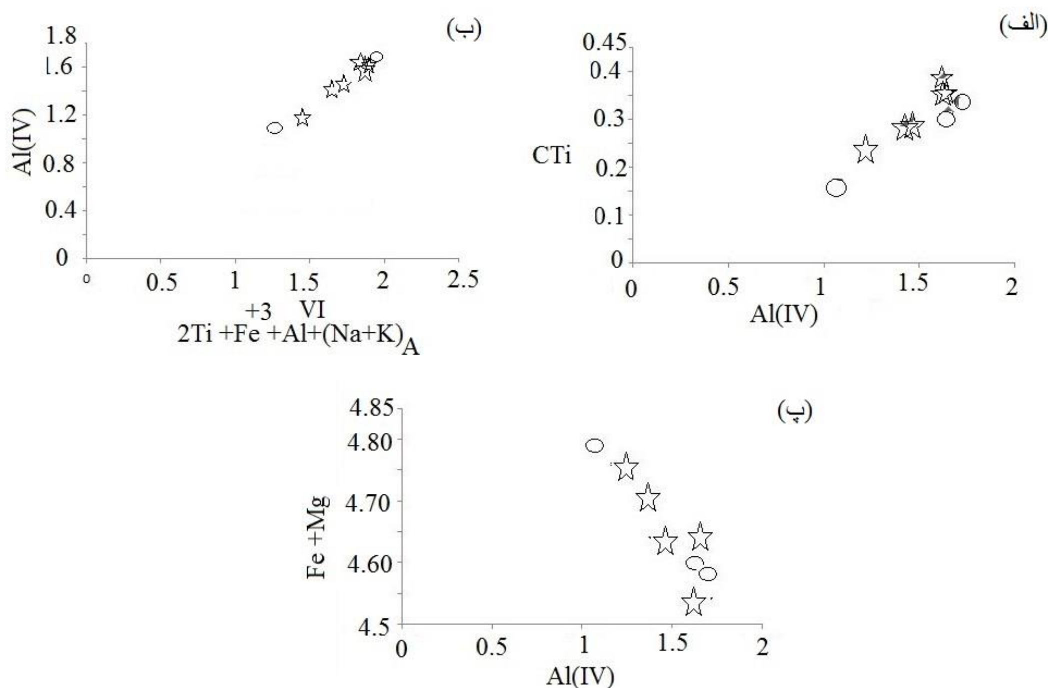
[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]

در نمودار تغییرات Ti نسبت به Al^{IV}، همه آمفیبول‌ها کمتر از ۰/۵ کاتیون Ti در فرمول ساختاری دارند. آمفیبول‌های بررسی شده به طور تقریبی روند خطی نشان می‌دهند [۲۰]. (شکل۷ الف)، با کاهش مقدار Al^{IV} ، مقدار Ti در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد. این کاهش خود ناشی از افزایش Si در ساختار بلور بوده و بیانگر پیشرفت جدایش ماگماست. مقدار کاتیون‌های Fe^{3+} Ti, K_A,Na_A در شبکه آمفیبول و جانشینی آن‌ها به جای هم وابسته به مقدار Al موجود در جایگاه چاروجهی ساختار بلور است [۲۱]. از این رو، مجموعه کاتیونی Fe^{3+},Al^{VI} ,2Ti, K_A,Na_A باید رابطه خطی مستقیم با مقدار کاتیون‌های Al^{IV} داشته باشند [۲۲]. تفاوت ترکیبی آمفیبول‌ها نیز وابسته به این جانشینی است. در شکل ۷ ب، داده‌های نمونه های بررسی شده در یک روند تقریبا خطی قرار می‌گیرند. در نمودار Mg+Fe نسبت به Al^{IV}، نمونه‌های واحدهای سنگی روند منفی نشان می‌دهند که نشانگر جانشینی از نوع چرماک است (شکل۷ پ).

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی آمفیبول بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن.

		خریل	دیوریت			خریل	دیوریت	مونزو	کوارتز
Sample	KH-11	KH-11	KH-11	KH-13	KH-13	KH-13	KH-13	KH-13	KH-13
Location	مرکز	میان	لبه	لبه	مرکز	مرکز	لبه	مرکز	لبه
SiO_2	۰۲/۴۴	۰۶/۴۴	۴۱/۴۷	۹۸/۴۴	۸۸/۴۳	۰۵/۴۴	۵۶/۴۳	۳۹/۴۵	۴۴/۴۷
TiO_2	۱۳/۳	۹۲/۲	۵۸/۱	۷۰/۲	۵۳/۳	۲۹/۳	۲۹/۳	۶۲/۲	۲۴/۲
Al_2O_3	۱۳/۱۱	۵۱/۱۰	۴۴/۷	۶۹/۹	۵۴/۱۰	۴۱/۱۰	۳۰/۱۰	۲۱/۹	۰۳/۸
FeO	۴۹/۱۱	۴۵/۱۱	۹۷/۱۰	۵۲/۱۱	۵۶/۱۱	۸۰/۱۱	۹۲/۱۱	۳۷/۱۲	۹۲/۱۰
MnO	۳۵/۰	۴۶/۰	۴۳/۰	۳۰/۰	۳۸/۰	۴۰/۰	۳۵/۰	۳۹/۰	۴۱/۰
MgO	۴۳/۱۴	۴۸/۱۴	۰۵/۱۵	۲۳/۱۴	۸۱/۱۳	۰۹/۱۴	۹۷/۱۳	۰۶/۱۴	۲۴/۱۵
CaO	۶۹/۱۱	۷۵/۱۱	۹۱/۱۱	۴۳/۱۱	۳۷/۱۱	۵۶/۱۱	۴۶/۱۱	۵۶/۱۱	۶۰/۱۱
Na_2O	۹۱/۱	۷۶/۱	۳۵/۱	۶۹/۱	۹۹/۱	۹۷/۱	۹۶/۱	۷۰/۱	۴۳/۱
K_2O	۰۲/۱	۰۳/۱	۵۶/۰	۹۵/۰	۷۳/۰	۷۰/۰	۷۲/۰	۷۱/۰	۶۱/۰
Cr_2O_3	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
مجموع	۳۵/۹۹	۵۸/۹۸	۸۵/۹۶	۵۹/۹۷	۸۷/۹۷	۳۸/۹۸	۶۶/۹۷	۱۱/۹۸	۹۴/۹۷
T Si	۳/۶	۳۵/۶	۹/۶	۵۳/۶	۳۷/۶	۳۶/۶	۳۴/۶	۵۶/۶	۷۹/۶
TAl(IV)	۷۰/۱	۶۴/۱	۱۰/۱	۴۷/۱	۶۳/۱	۶۴/۱	۶۵/۱	۴۳/۱	۲۰/۱
TFe^{+3}	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
TTi	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
T-Sum	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
C Al(VI)	۱۷۲/۰	۱۳۷/۰	۱۷۶/۰	۱۸۶/۰	۱۷۵/۰	۱۳۵/۰	۱۱۲/۰	۱۳۹/۰	۱۴۸/۰
CTi	۳۳۷/۰	۳۱۶/۰	۱۷۳/۰	۲۹۵/۰	۳۸۶/۰	۳۵۸/۰	۳۶۰/۰	۲۸۵/۰	۲۴۱/۰
CFe^{+3}	۵۶۰/۰	۵۷۲/۰	۳۸۲/۰	۴۸۳/۰	۴۵۰/۰	۵۲۸/۰	۵۶۱/۰	۵۲۸/۰	۵۰۶/۰
CCr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
CMg	۰۷/۳	۱۱/۳	۲۶/۳	۰۸/۳	۹۸/۲	۰۳/۳	۰۳/۳	۰۳/۳	۲۵/۳
CFe^{+2}	۸۱۴/۰	۸۰۹/۰	۵۳/۰	۹۱۵/۰	۹۵۳/۰	۸۹۸/۰	۸۹۱/۰	۹۶۸/۰	۸۰۲/۰
CMn	۰۴۲/۰	۰۵۶/۰	۰۵۳/۰	۰۳۷/۰	۰۴۷/۰	۴۹/۰	۰۴۳/۰	۴۷/۰	۰۵/۰
CCa	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
C-Sum	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
B Ca	۷۹۲/۱	۸۱۵/۱	۸۵۷/۱	۷۸۸/۱	۷۶۹/۱	۷۸۹/۱	۷۸۹/۱	۷۹۳/۱	۷۸۰/۱
BNa	۲۰۸/۰	۱۸۵/۰	۱۴۳/۰	۲۲۲/۰	۲۳۱/۰	۲۱۱/۰	۲۱۱/۰	۲۰۷/۰	۲۲۰/۰
B-Sum	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
A Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
ANa	۳۲۲/۰	۳۰۵/۰	۲۳۷/۰	۲۵۳/۰	۳۲۸/۰	۳۴۰/۰	۳۴۱/۰	۲۷۰/۰	۱۷۸/۰
AK	۱۸۵/۰	۱۸۹/۰	۱۰۳/۰	۱۷۹/۰	۱۳۶/۰	۱۳۰/۰	۳۳/۰	۱۳۱/۰	۱۲/۰
A-Sum	۵۰۷/۰	۹۴/۰	۳۴۰/۰	۴۲۹/۰	۴۶۳/۰	۴۷۰/۰	۴۷۵/۰	۴۰۱/۰	۲۹۰/۰

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]



شکل۷ الف) تغییرات Al^{IV} نسبت به CTi در آمفیبول‌ها [۲۰]؛ ب) تغییرات Al^{IV} در مقابل $i+Fe^{3+}+Al^{IV}+(Na+K)_A$ [۲۲] پ) نمودار تغییرات Fe+Mg نسبت به Al^{IV}.

در شکل ۸، نیمرخ خطی تغییرات شیمیایی بلور دارای منطقه بندی آمفیبول موجود در دیوریت خریل - کلاسور نشان داده شده است. مقدار Mg/Fe^T+Mg یک روند افزایشی از مرکز به لبه بلور نشان می‌دهد که بیانگر افزایش گریزندگی اکسیژن همزمان با افزایش سیلیس ماگما طی تبلور آمفیبول است [۲۲، ۲۳]. بطوریکه آمفیبول‌های سزیرخط انجماد دارای Mg بیشتری هستند. مقدار Ti در آمفیبول موجود در دیوریت خریل-کلاسور یک روند کاهشی از مرکز به لبه بلور نشان می‌دهد که با افزایش گریزندگی اکسیژن روند کاهشی دارد [۲۴].

نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپارها در جدول ۴ آمده است. دیر و همکاران [۲۵] برای نامگذاری فلدسپارها از نمودار آلبیت $NaAlSi_3O_8$ (Ab) – آنورتیت $CaAl_2Si_2O_8$ (An) – ارتوکلاز $KAlSi_3O_8$ (Or) استفاده کرده‌اند. براساس این رده‌بندی، فلدسپار در سنگ‌های گرانیتی خریل- کلاسور به صورت پلاژیوکلاز (آلبیت- الیگوکلاز)، سنگ‌های دیوریتی و کوارتزمونزودیوریتی دارای پلاژیوکلاز (آندزین و لابرادوریت) و ارتوکلاز هستند (شکل ۹). تجزیه نقطه‌ای از مرکز به لبه پلاژیوکلاز موجود در دیوریت و گرانیت منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۱۰) نشان می‌دهد. منطقه بندی نوسانی پلاژیوکلاز در گرانیت و دیوریت خریل کلاسور می‌تواند به علت تغییرات فشار بخار آب باشد.

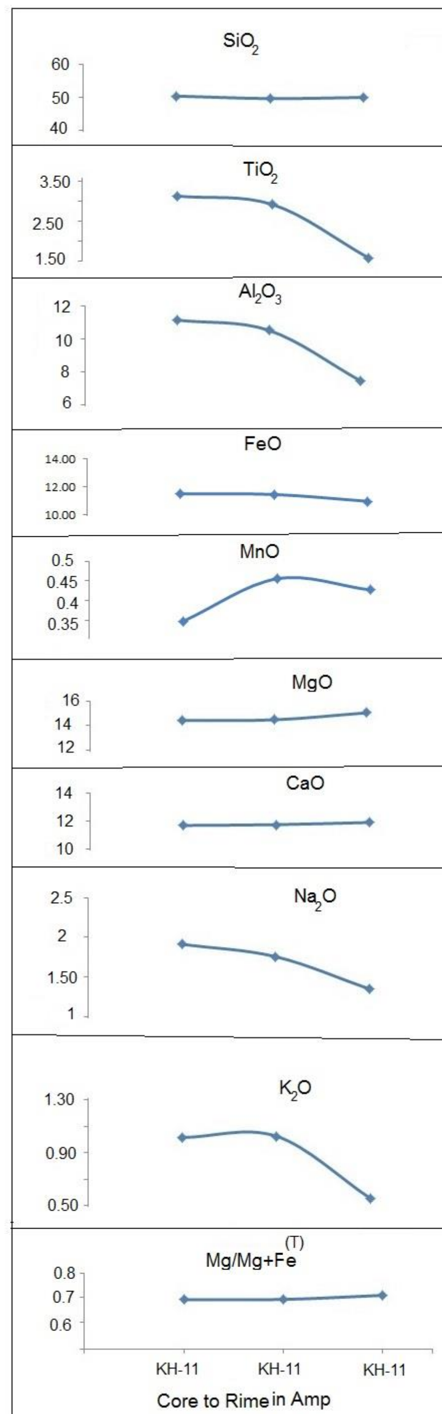
زمین دمافشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه برپایه شیمی کانی آمفیبول

برای فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه از ترکیب شیمیایی آمفیبول استفاده شد. از آنجا که مقدار آلومینیوم موجود در شبکه آمفیبول‌ها ارتباط نزدیکی با فشار تشکیل آنها دارد، اغلب از آمفیبول‌ها برای تعیین فشار محیط تبلور ماگما استفاده می‌شود. بررسی‌ها نشان داده است که ترکیب آمفیبول افزون بر فشار، به دما، گریزندگی اکسیژن، ترکیب کل و فازهای همزیست بستگی دارد [۶]. با توجه به این عوامل و مقدار Al^{total}، روابط بسیاری برای محاسبه فشار تشکیل سنگ‌های آذرین ارائه شده است که قابل قبول‌ترین آنها یک واسنجی است [۲۶]. هورنبلندی که در شرایط گریزندگی اکسیژن بالا تبلور یافته نسبت به هورنبلندی که در گریزندگی اکسیژن پایین تبلور یافته است نتایج بهتر و قابل قبول‌تری برای دما-فشارسنجی نشان می‌دهد [۶]. برای فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه، نخست Al^{total} در شبکه آمفیبول‌های توده‌های نفوذی تعیین گردیده و پس بر پایه - P(kbar)=

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]

$3.01+4.76Al^{total}$ [۲۶]، فشار جایگیری توده‌های نفوذی منطقه محاسبه شد. بر پایه شیمی کانی آمفیبول، فشار تشکیل سنگ‌های مونزودیوریت خریل kbar ۵/۴۱ و برای دیوریت خریل kbar ۵/۹ است.

دمای تشکیل توده‌های منطقه به روش دماسنجی توده‌های نفوذی براساس مقدار Ti در آمفیبول برپایه رابطه T(°C)= 1204*(Ti total)+547 [۲۷] تعیین شد. بر این اساس، دمای تشکیل سنگ‌های مونزودیوریت خریل در ^{0}C ۹۴۸ و برای دیوریت خریل ^{0}C ۸۸۸ است.



شکل ۸ نیمرخ خطی تغییرات شیمیایی از مرکز به لبه آمفیبول موجود در توده دیوریتی خریل-کلاسور.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]

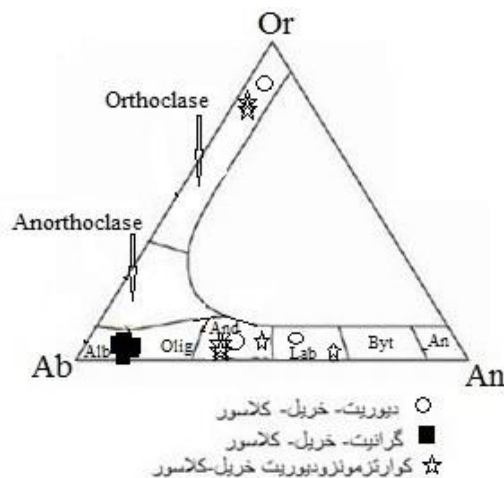
جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپار بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن(برحسب وزنی).

	کلاسور	خریل-	دیوریت			کلاسور	خریل-	گرانیت		
Sample	KH-11	KH-11	KH-11	KH-12	KH-12	KH-12	KH-12	KH-12		KH-12
Location	مرکز	میان	لبه	لبه	میان	میان	مرکز	لبه	مرکز	لبه
SiO_2	۵۵٫۸۹	۵۳٫۲۱	۶۵٫۶۴	۶۶٫۶۵	۶۴٫۱۵	۶۵٫۱۸	۵۹٫۶۵	۶۴٫۳۵	۶۴٫۷۶	۶۵٫۳۸
TiO_2	<dl	۰۳٫۰	<dl	۰	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
Al_2O_3	۲۷٫۴۸	۲۹٫۳۶	۱۸٫۴۶	۲۱٫۵۸	۲۱٫۶۶	۲۱٫۵۵	۲۱٫۶	۲۲٫۸	۲۲٫۴۱	۲۱٫۷۶
FeO	۰٫۳۹	۰٫۴۷	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۲۳	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۲۴
MnO	۰٫۱	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱	۰٫۱۶	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۱۳
MgO	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	dl>	
CaO	۹٫۴۱	۱۱٫۸۴	۰٫۰۵	۲٫۶۱	۲٫۶۷	۲٫۵۸	۲٫۴۶	۳٫۸۳	۳٫۴۵	۲٫۹۳
Na_2O	۶٫۲۴	۴٫۸۸	۰٫۸۷	۱۰٫۱۹	۱۲٫۱۰	۱۰٫۳۱	۱۰٫۳۷	۱۰٫۴۵	۹٫۷۷	۹٫۹۲
K_2O	۰٫۳۲	۰٫۱۸	۱۵٫۴	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۳۲	۰٫۲۶
مجموع	۹۹٫۸۶	۱۰۰٫۱۳	۱۰۰٫۲۲	۱۰۰٫۶۹	۹۹٫۲۸	۱۰۰٫۳۳	۱۰۰٫۵۵	۱۰۰٫۰۷	۱۰۱	۱۰۰٫۴
Si	۱۰٫۰۱	۹٫۵۳	۱۱٫۶۳	۱۱٫۷۶	۱۱٫۴۹	۱۱٫۶۷	۱۱٫۷۴	۱۱٫۵۳	۱۱٫۷۴	۱۱٫۸۶
Ti	۰	۰٫۰۰۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۵٫۸	۶٫۲	۳٫۸۹	۴٫۵۵	۴٫۵۷	۴٫۵۵	۴٫۵۶	۴٫۸۱	۴٫۷۸	۴٫۶۵
Fe	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۷	۰٫۰۳۵	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴
Ca	۱٫۸	۲٫۲۷	۰٫۰۰۹	۰٫۵	۰٫۵۱۳	۰٫۴۹۶	۰٫۴۷۲	۰٫۷۳۵	۰٫۶۷	۰٫۵۷
Na	۲۱۶٫	۱٫۷	۰٫۳۰۳	۳٫۵۴	۳٫۵۱۵	۳٫۵۸	۳٫۶	۲٫۲۸	۲٫۴۳	۳٫۴۹
K	۰٫۰۷۲	۰٫۰۴۲	۳٫۵۲	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۳	۰٫۰۴۴	۰٫۰۴۹	۰٫۰۷۴	۰٫۰۶۱
مجموع	۱۹٫۹۲	۱۹٫۸۱	۱۹٫۴۱	۲۰٫۴۵	۲۰٫۱۹	۲۰٫۴	۲۰٫۴۶	۲۰٫۴۵	۲۰٫۷۶	۲۰٫۶۶
An	۴۴٫۶۶	۵۶٫۷	۰٫۲۴	۱۲٫۲۲	۱۲٫۵۷	۱۲٫۰۱	۱۱٫۴۵	۱۸٫۰۹	۱۶٫۰۳	۱۳٫۸۴
Ab	۵۳٫۵۵	۴۲٫۲۶	۷٫۹۲	۸۴٫۴۸	۸۶٫۱۳	۸۶٫۷	۸۷٫۴۹	۸۰٫۷۱	۸۲٫۲	۸۴٫۶۹
Or	۱٫۷۹	۱٫۰۴	۹۱٫۸۵	۱٫۳	۱٫۳	۱٫۲۹	۱٫۰۶	۱٫۲۱	۱٫۷۷	۱٫۴۸

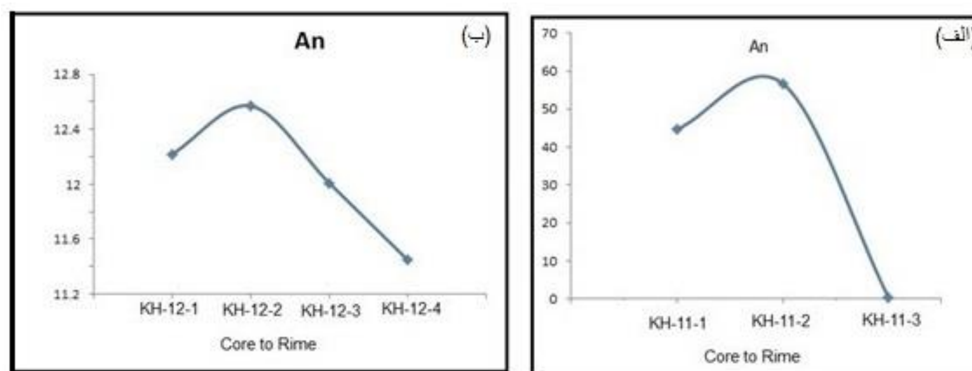
ادامه جدول ۴

Sample	کلاسور KH-13	خریل- KH-13	KH-13	مونزودیوریت KH-13	کوارتز KH-13	KH-13
Location	لبه	مرکز	لبه	مرکز	مرکز	لبه
SiO_2	۰۶٫۵۷	۵۶	۹۶٫۵۶	۵۸٫۵۲	۹۷٫۶۴	۹۷٫۶۴
TiO_2	<dl	۰٫۰۳	<dl	<dl	<dl	<dl
Al_2O_3	۵۲٫۲۷	۱۶٫۲۸	۵۳٫۲۷	۳۶٫۳۰	۸۱٫۱۸	۵۹٫۱۸
FeO	۴۶٫۰	۳۷٫۰	۴۷٫۰	۴۳٫۰	۲٫۰	۲۱٫۰
MnO	۱۱٫۰	۱۳٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۰۹٫۰	۱۳٫۰
MgO	۰۳٫۰	<dl	۰۲٫۰	<dl	<dl	<dl
CaO	۴۳٫۹	۲۶٫۱۰	۶۶٫۹	۰۵٫۱۳	۰۵٫۰	۰۷٫۰
Na_2O	۲۵٫۶	۷۹٫۵	۲۵٫۶	۳۸٫۴	۴۲٫۱	۶٫۱
K_2O	۲۸٫۰	۲۴٫۰	۱۳٫۰	۰۸٫۰	۳۴٫۱۴	۱۳٫۱۴
مجموع	۱۵٫۱۰۱	۰۱٫۱۰۱	۱۳٫۱۰۱	۰۱٫۱۰۱	۹۱٫۹۹	۷۲٫۹۹
Si	۲۲٫۱۰	۰۳٫۱۰	۲٫۱۰	۴۲٫۹	۷۸٫۱۱	۷۸۵٫۱۱
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۸۱٫۵	۹۴٫۵	۸۱٫۵	۴۱٫۶	۰۲٫۴	۹۷٫۳
Fe^{+2}	۰۶۹٫۰	۰۵۶٫۰	۰۷٫۰	۰۵۶٫۰	۰۳٫۰	۰۳۱٫۰
Ca	۸۱٫۱	۹۶٫۱	۸۵٫۱	۵٫۲	۰۱٫۰	۰۱۴٫۰
Na	۱۷٫۲	۰۱٫۲	۱۷٫۲	۵۲٫۱	۵۰۱٫۰	۵۶۳٫۰
K	۰۶۳٫۰	۰۵۵٫۰	۰۳٫۰	۰۱۹٫۰	۳۱۹٫۳	۲۷٫۳
مجموع	۱۴۸٫۲۰	۰۷۱٫۲۰	۱۴۴٫۲۰	۹۴٫۱۹	۶۶٫۱۹	۶۳٫۱۹
An	۷۴٫۴۴	۸۲٫۴۸	۷۴٫۴۵	۶۴٫۶۱	۲۶٫۰	۳۵٫۰
Ab	۶۶٫۵۳	۸۳٫۴۹	۵۲٫۵۳	۵۹٫۳۷	۰۷٫۱۳	۶۳٫۱۴
Or	۵۶٫۱	۳۵٫۱	۷۵٫۰	۴۷٫۰	۶۷٫۸۶	۰۲٫۸۵

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.215]



شکل ۹ رده‌بندی فلدسپارهای توده‌های نفوذی منطقه [۲۵].



شکل ۱۰ نیمرخ خطی از الف) پلاژیوکلاز دیوریت و ب) پلاژیوکلاز گرانیت.

برداشت

بررسی شیمی کانی‌ها نشان داد که پیروکسن‌های سنگ‌های منطقه خریل-کلاسور دارای ترکیب از نوع دیوپسید هستند، در گروه کلسیمی قرار دارند و در شرایط گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌های توده خریل- کلاسور از نوع مگنزیوهورنبلند هستند. ترکیب بیوتیت‌های گرانیت خریل – کلاسور در گستره بیوتیت‌های منیزیوم‌دار هستند. منطقه بندی نوسانی پلاژیوکلاز در گرانیت و دیوریت خریل کلاسور می‌تواند به علت تغییرات فشار بخار آب باشد. افزایش مقدار $Mg/Fe^{T}+Mg$ لبه و کاهش مقدار Ti از مرکز به لبه آمفیبول موجود در دیوریت خریل-کلاسور بیانگر افزایش گریزندگی اکسیژن همزمان با افزایش سیلیس ماگما طی تبلور آمفیبول است. بر اساس شیمی کانی آمفیبول، دما و فشار تشکیل سنگ‌های مونزودیوریت خریل ^{0}C ۹۸۴ و kbar ۵٫۴۱، و برای دیوریت خریل ^{0}C۸۸۸ و kbar ۵٫۹ هستند. شیمی کانی‌های پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول نشان داد که توده‌های نفوذی منطقه آهکی قلیایی هستند و در محیطی وابسته به فرورانش شکل گرفته‌اند.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های دانشگاه تبریز برای انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند.

مراجع

[1] Le Bas, M. J., *‘‘The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage’’,* American Journal of Science 260 (1962) 267-288.
[2] Abdel-Rahman A. M., *‘‘Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminious magmas*’’, Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.
[3] Molina J., Scarrow J., Montero P. G., Bea F., *‘‘High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Contribution*’’, to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 69-98.

mineral names", American Mineralogist 82: 1019 (1997) 1037.

[16] Helmy H. M., Ahmed A.F., Mahallawi E.I, M.M., Ali S.M., *"Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastren Desert of Egypt, and tectonic implications*", Journal of African Earth Science, 38 (2004) 255-268.

[17] Anderson J. L., Smith D. R., *"The effects of temperature and $f0_2$ on the Al in hornblende barometer*", American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[18] Sial A. N., Ferreira V.P., Fallick A.F., Jeronimo M., Cruz M., *"Amphibol-rich clots in calcalkalic granitoids in the Borborema province northeasterm Brazil*", Journal of South American Earth Science., 11 (1998) 457-471.

[19] Molina J., Scarrow J., Montero P. G., Bea F. *"High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Contribution*", to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 69-98.

[20] Pe-Piper G., *"Calcic Amphiboles of mafic rocks of the Jeffers Brook plutonic complex Nova Scotia, Canada*", American Mineralogist., 73 (2009) 993-1006.

[21] Spear F.S., *"Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature- time paths. Minneralogical Society of America*", Waslungton pp.799 (1993).

[22] Jarrar GH, *"Mineral chemistry in dioritic hornblandite from Wadt Araba, Southwest Jordan*", Journal of African Earth Sciences 26 (1998) 285-295.

[23] Yamaguchi Y., *"Hornblende- cummingtonite and hornblende- actinolite intergrowths from the Koyama calc-alkaline mafic silicates*", Journul of Poetrology, 14 (1985) 349-38.

[24] Spear F. S., *"An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite*", Am. J.Sci. No. 281 (1981) 697-734.

[25] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the Rock – forming minerals*", Longman, London, 528pp (1991).

[26] Schmidt M. W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer",* Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.

[27] Otten M. T., *"The origin of brown hornblend e in the Artssijallet gabbros and dolerites*", Contribution to Mineralogy and Petrology, 86 (1984) 185-199.

[4] Stone D., *"Temperatue and pressure Variation suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, North west superior province Ontario, Canada*", Canadian Mineralogist, 38 (2000) 455-470.

[5] Ghent E. D., Nicholls J., Simony P.S., Sevigny J. H., Stout M. Z., *"Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implication",* Canadian Journal of Earth Sciences, 28 (1991) 1982-1991.

[6] Hammarstrom J. M., Zen E. A., *"Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer*", American Mineralogists 71 (1986) 1297-1313.

[7] Javadi H., *"Petrological study of plutonic intrusions around the Kalasur (west Kaleybar-NW Iran), M.sc thesis*", University of Tabriz (2015).

[8] Nabavi M.H., *"introduction of Geology of Iran*", Geological Organization of Iran, Tehran, 109 (1977).

[9] Whitney D. L., Evans B. W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American Mineralogist, V. 95 (2010) 185–187.

[10] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., *"Nomenclature of pyroxenes*", Mineralogical Magazine 52: 535-550 (1988).

[11] Nachit H., Ibhi A., Abia E.1.H., Ohoud M. B., *"Discriminiation between primary Applications typologiques*", Phd thesis, De L Universite, De Bretagne, Occidentale (2005).

[12] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An Introduction to the Rock Forming Minerals*", Second Edition, Longman, London, 696 (1992).

[13] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov Y. D., Frank-Kanetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R., *"Nomenclature of the micas*", Canadian Mineralogist 36. 3 (1998) 905-912.

[14] Abdel-Rahman A. M., *"Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminious magmas*", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.

[15] Leake B. E., Woolleny A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., *"Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommitte on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and*